

# **Perhitungan Kecepatan Perambatan Gelombang Daerah Bantul dengan Menggunakan Metode ABC Seismik Refraksi**

Dian Novita Sari, M.Sc

## **Intisari**

Telah dilakukan penelitian di daerah Bantul dan sekitarnya dengan menggunakan metode Seismik Refraksi. Tujuan dari penelitian seismik refraksi ini yaitu untuk mengetahui besarnya kecepatan perambatan gelombang lapisan batuan di bawah permukaan pada daerah penelitian. Metode refraksi pada dasarnya memanfaatkan fenomena atau gejala penjalaran gelombang yang terbiaskan pada bidang batas. Kecepatan gelombang seismik pada lapisan pertama dari hasil pengolahan metode ABC dengan range 399 m/s – 1200 m/s yang di indikasikan sebagai lapisan aluvial (soil). Pada lapisan kedua, di peroleh kecepatan gelombang refraksi pada bidang refraktor dengan range 547 m/s – 2881 m/s yang di indikasikan sebagai batu pasir tuffan.

Kata kunci: seismik refraksi, metode ABC

## **I. Geologi Regional Daerah Penelitian**

Geologi Daerah Penelitian Stratigrafi daerah Bantul dan sekitarnya tersusun oleh batuan tersier yang terdiri dari batuan sedimen klastik vulkanik, batuan gunung api, dan sedimen klastik karbonatan, serta endapan permukaan yang berumur Kuarter. Berdasarkan sifat-sifat batuan dapat diperinci menjadi tujuh formasi yaitu Formasi Yogyakarta (46%), Formasi Sentolo (18%), Formasi Sambipitu (3%), Formasi Semilir Nglanggran (24%), Formasi Wonosari (8%), dan gumuk pasir (1%) [4]. Struktur geologi yang berkembang di daerah Opak Pleret adalah sesar geser dan sesar normal. Di sepanjang Sungai Opak terdapat sesar normal yang berada di sepanjang hampir 40 km dari pantai selatan Jawa di mulut sungai ke arah Prambanan Kabupaten Klaten dengan arah 30 sampai 40 derajat ke timur laut. Sesar Opak memotong Yogya Low dan Wonosari High dengan batuan andesit tua (OAF) sebagai penyusun struktur pemotongan sesar, sedangkan di timur Opak masih terdapat Formasi Semilir dan Nglanggran yang juga terlibat dalam sistem sesar.

Kondisi geologi daerah penelitian dipengaruhi oleh keberadaan aktivitas vulkanik dan perbukitan. Aktivitas vulkanik terbentuk dari letusan Gunungapi Merapi pada wilayah utara dan sebelah timur aktivitas Perbukitan Baturagung.

Litologi daerah ini dipengaruhi oleh aktivitas Gunungapi tersebut. Erupsi Gunungapi Merapi bersifat efusif yang menghasilkan aliran lava dan bahan-bahan piroklastis, sedang yang bersifat eksplosif menghasilkan eflata (bahan lepas) dan awan panas. Adanya erupsi yang bersifat efusif dan eflata yang terjadi secara berulang-ulang dan terputus-putus (interrupted) mengakibatkan gunungapi ini mempunyai struktur berlapis (strato vulcano).

Menurut Bemmelen (1949), daerah penelitian merupakan Zone Selatan Jawa Tengah yang mengalami penenggelaman di bawah permukaan laut yang disebabkan adanya proses tektonik yang cukup kuat pada masa Pratersier dan tergenang oleh perairan laut dangkal. Penenggelaman yang semula merupakan plateau tersebut diawali dari Pantai Parangtritis hingga Pantai Cilacap, tetapi tidak terjadi pada Pegunungan Karangbolong dan Bukit Selok. Pegunungan Karangbolong dan Bukit Selok merupakan sisa-sisa pegunungan selatan Jawa Tengah dan sebagai tanda bahwa pantai Selatan Jawa Tengah merupakan bagiandari rangkaian pegunungan selatan Jawa. Akibat pengangkatan tersebut, maka terbentuk sebuah graben yang merupakan semula plateau yang

terangkat, hal ini ditandai adanya suatu bidang patahan (horst).

### 1.1. Prinsip Dasar Metode Seismik

Seismik berasal dari kata seismos yang berarti gempa bumi. Gelombang seismik diilhami oleh gelombang elastik yang merambat pada waktu terjadi gempa bumi. Jika terjadi gempa bumi, pada stasiun penerima akan diperoleh bentuk gelombang yang digambarkan dalam amplitudonya. Ada beberapa bentuk gelombang yang dapat dikenal, yang datang paling awal disebut gelombang kompresi atau gelombang primer yang biasa disebut sebagai gelombang P. Gelombang ini akan bergerak searah dengan arah perambatan gelombangnya. Berikutnya terdapat gelombang shear atau gelombang sekunder yang biasa disebut gelombang S. Gelombang ini merambat tegak lurus terhadap arah perambatannya. Gelombang P dan gelombang S disebut sebagai gelombang badan atau body waves. Gelombang rayleigh dan gelombang love disebut sebagai gelombang permukaan atau surface waves

Dalam teori sinar suatu hukum dasar yang penting ialah Hukum Snellius yang menyatakan bahwa jika gelombang merambat pada lapisan pertama dengan kecepatan  $V_1$  dan kemudian menembus lapisan kedua dengan kecepatan  $V_2$  akan terbiaskan.  $i$  adalah sudut datang dan  $r$  adalah sudut bias. Jika ada 4 lapisan di bawah permukaan, Hukum Snellius lebih praktis jika dituliskan sebagai :

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} = \frac{\sin \theta_3}{V_3} = \frac{\sin \theta_4}{V_4} = p$$

dan  $p$  adalah konstanta tetap untuk jejak sinar yang merambat dari lapisan satu ke lapisan selanjutnya sejauh bidang batas lapisan sejajar dan setiap lapisan bersifat homogen dan isotropik. Jika jejak sinar ada yang lain, ini akan memiliki nilai  $p$  yang berbeda pula.

Metode refraksi pada dasarnya memanfaatkan fenomena atau gejala penjalaran gelombang yang terbiaskan pada bidang batas.

Rambatan gelombang yang terbiaskan pada kondisi kritis akan menjalar di sepanjang bidang batas. Setiap titik pada bidang batas tersebut sesuai dengan hukum Huygens berfungsi sebagai sumber gelombang baru yang merambat ke segala arah. Gelombang yang merambat ke atas ini disebut headwaves.

### 1.2. Gelombang Bias (Head waves)

#### Pembias Datar

Geometri dan kurva waktu rambat gelombang bias dan hubungan kurva rambat antara gelombang bias dengan gelombang pantul. Waktu rambat gelombang pada lintasan OMPR dapat diturunkan sebagai,

$$t = \frac{OM}{V_1} + \frac{MP}{V_2} + \frac{PR}{V_1} = \frac{MP}{V_2} + 2 \frac{OM}{V_1} = \frac{x - 2h \tan \theta_c}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos \theta_c} \left( 1 - \frac{V_1}{V_2} \sin \theta_c \right)$$

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h \cos \theta_c}{V_1}$$

atau

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1 V_2} \sqrt{V_2^2 - V_1^2} \quad (1)$$

Persamaan (1) tersebut berupa garis lurus dalam  $(t, x)$ , dan dari slope garis lurusnya dapat ditentukan kecepatan lapisan ke 2.

Pada titik potong garis waktu rambat gelombang langsung dengan garis waktu rambat gelombang bias menunjukkan waktu rambat  $t$  dan offset di  $x_c$  kedua gelombang sama. Sehingga dari kesamaan tersebut dapat diturunkan ketebalan lapisan  $h$ , yaitu

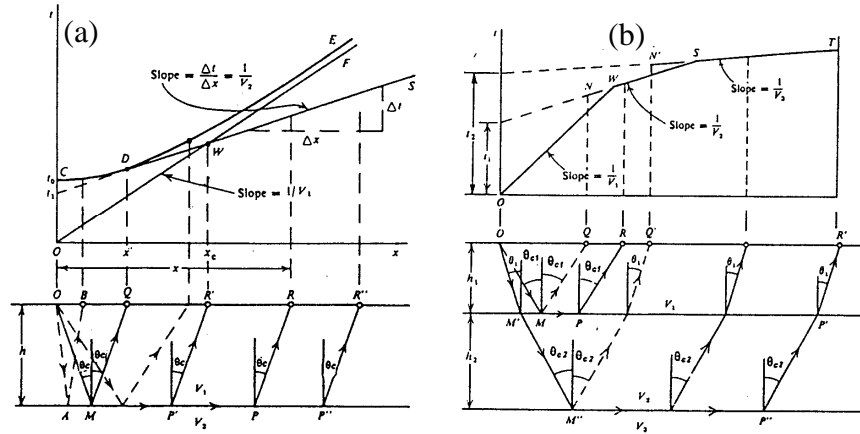
$$\frac{x_c}{V_1} = \frac{x_c}{V_2} + \frac{2h \cos \theta_c}{V_1} \quad h = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad (2)$$

Untuk sejumlah  $n$  pembias (refraktor) datar, secara umum dapat dituliskan waktu rambat gelombangnya sebagai,

$$t = \frac{x}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos \theta_{ci}}{V_i} \quad (3)$$

dan ketebalannya,

$$h_n = \frac{V_n}{2 \cos \theta_{cn}} \left( t_n - \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos \theta_{ci}}{V_i} \right) \quad ; \quad \theta_i = \sin^{-1} \frac{V_i}{V_n} \quad (4)$$



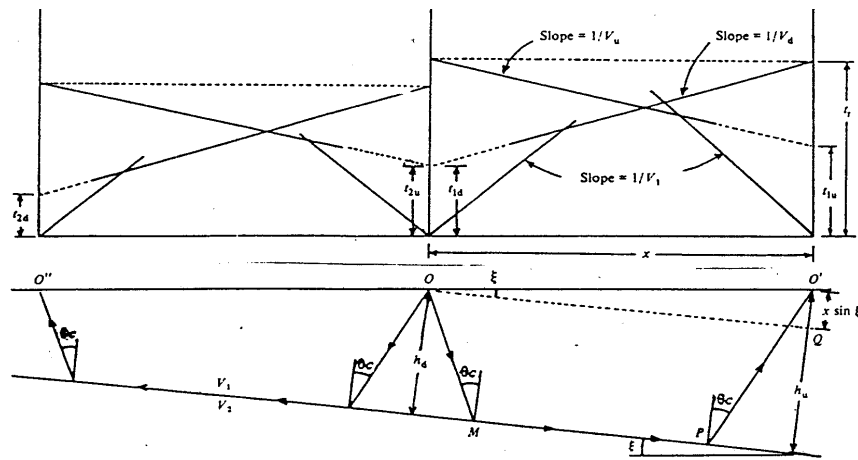
Gambar 1 a). Hubungan kurva waktu tempuh gelombang bias terhadap gelombang pantul pada lapisan datar. b). Kurva waktu rambat gelombang bias pada pembias datar system 3 lapis (Sismanto, 1999).

### Pembias Miring

Geometri dan kurva tempuh gelombang bias pada pembias miring dilukiskan pada gambar 2. Waktu rambat untuk lintasan OMPO'' pada arah penembakan O-O' (down dip) adalah :

$$t_d = \frac{OM + O'P}{V_1} + \frac{MP}{V_2} = \frac{h_d + h_u}{V_1 \cos \theta_c} + \frac{OQ - (h_d + h_u) \tan \theta_c}{V_2}$$

$$= \frac{x \cos \xi}{V_2} + \frac{(h_d + h_u) \cos \theta_c}{V_1} \quad (5)$$



Gambar 2. Geometri lintasan rambat gelombang bias pada pembias miring (Sismanto, 1999).

Mengingat hubungan  $h_u = h_d + x \sin \xi$ , maka waktu rambat td dapat dituliskan sebagai :

$$\begin{aligned} t_d &= \frac{x}{V_2} \cos \xi + \frac{x}{V_1} \cos \theta_c \sin \xi + \frac{2h_d}{V_1} \cos \theta_c \\ &= \frac{x}{V_1} \sin(\theta_c + \xi) + \left( \frac{2h_d}{V_1} \right) \cos \theta_c \\ &= \frac{x}{V_1} \sin(\theta_c + \xi) + t_{1d} ; \\ t_{1d} &= \left( \frac{2h_d}{V_1} \right) \cos \theta_c \end{aligned} \quad (6)$$

Dengan cara yang sama, waktu rambat penembakan arah up-dip (O-O'') adalah :

$$\begin{aligned} t_u &= \frac{x}{V_1} \sin(\theta_c - \xi) + t_{1u} ; \\ t_{1u} &= \left( \frac{2h_u}{V_1} \right) \cos \theta_c \end{aligned} \quad (7)$$

Perlu diingat bahwa waktu rambat dari O-O' (down dip) sama dengan waktu rambat O'-O (up-dip). Secara ringkas kedua persamaan td dan tu diatas dapat dituliskan sebagai :

$$\begin{aligned} t_d &= \frac{x}{V_d} + t_{1d}; V_d = \frac{V_1}{\sin(\theta_c + \xi)} \\ t_u &= \frac{x}{V_u} + t_{1u}; V_u = \frac{V_1}{\sin(\theta_c - \xi)} \end{aligned} \quad (8)$$

Vd dan Vu disebut kecepatan semu (apparent velocity). Sedangkan besarnya sudut kemiringan dan sudut kritis dapat dihitung dari pers. (8), yaitu :

$$\begin{aligned} \xi &= \frac{1}{2} \left[ \sin^{-1} \frac{V_1}{V_d} - \sin^{-1} \frac{V_1}{V_u} \right] \\ \theta_c &= \frac{1}{2} \left[ \sin^{-1} \frac{V_1}{V_d} + \sin^{-1} \frac{V_1}{V_u} \right] \end{aligned} \quad (9)$$

Kecepatan V1 dihitung langsung dari slope gelombang langsung, Vd dan Vu dihitung dari

slope gelombang bias pada masing-masing arah penembakan.

Ketebalan hd dan hu dapat diperoleh dari membaca intercept time t1d dan t1u pada data rekaman, lalu dihitung menggunakan persamaan :

$$\begin{aligned} t_{1d} &= \left( \frac{2h_d}{V_1} \right) \cos \theta_c \\ t_{1u} &= \left( \frac{2h_u}{V_1} \right) \cos \theta_c \end{aligned} \quad (10)$$

Bila sudut  $\xi$  cukup kecil, maka  $\cos \xi = 1$  dan  $\sin \xi = \xi$ , dengan demikian akan diperoleh bentuk hubungan yang lebih sederhana yaitu :

$$\begin{aligned} \frac{V_1}{V_d} &= \sin(\theta_c + \xi) \approx \sin \theta_c + \xi \cos \theta_c \\ \frac{V_1}{V_u} &= \sin(\theta_c - \xi) \approx \sin \theta_c - \xi \cos \theta_c \end{aligned}$$

menjadi :

$$\sin \theta_c = \frac{1}{2} V_1 \left[ \frac{1}{V_d} + \frac{1}{V_u} \right]$$

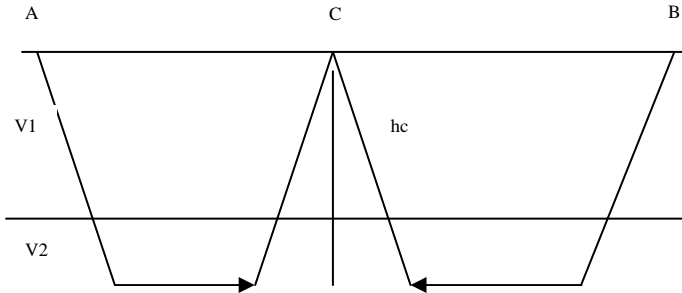
$$\sin \theta_c = \frac{V_1}{V_2}$$

mengingat  $\frac{V_1}{V_2}$ , maka :

$$\frac{1}{V_2} \approx \frac{1}{2} \left[ \frac{1}{V_d} + \frac{1}{V_u} \right] \text{ atau } V_2 \approx \frac{1}{2} (V_d + V_u) \quad (11)$$

### 1.3. Metode ABC

Rumus interpretasi dasar pada persamaan (1) dan (2), dapat digunakan untuk jumlah data yang relatif sedikit dan lapisan pembiasnya dianggap datar. Tetapi kondisi tersebut jarang dijumpai di lapangan yang sesungguhnya, sehingga sering hasil interpretasi meleset cukup jauh dari kondisi yang sebenarnya. Salah satu metode dasar lain yang sederhana dan cukup baik adalah metode ABC, dengan susunan penembakan (spread) seperti yang ditunjukkan oleh gambar 3



Gambar 3. Metode bias ABC untuk menentukan kedalaman.

Sumber seismik berada di ujung-ujung lintasan, yaitu di titik A dan di titik B. Ambil  $t_{AB}$  sebagai waktu rambat gelombang bias dari A ke B,  $t_{CA}$  sebagai waktu rambat gelombang bias dari A ke C dan  $t_{CB}$  adalah waktu rambat gelombang bias dari C ke B. Dengan demikian dapat diturunkan besarnya kedalaman  $h_c$  sebagai,

$$h_c = \frac{1}{2} \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} (t_{CA} + t_{BC} - t_{AB}) \quad (12)$$

dengan  $V_1$  adalah kecepatan lapisan pertama,  $V_2$  adalah kecepatan lapisan kedua (pembias). Bentuk

$\frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$  disebut sebagai faktor konversi kedalaman F, yang besarnya

$$F = V_1 / \cos \theta = \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (13)$$

Andaikan dari persamaan (1) di depan, dengan menggantikan  $\sin \theta = V_1 / V_2$ , dapat dituliskan kembali menjadi,

$$t = \frac{x}{V_2} + t_1 \quad \text{dengan} \quad t_1 = \frac{2h \cos \theta_c}{V_1} \quad \text{atau}$$

$$h = \frac{t_1 V_1}{2 \cos \theta_c} = \frac{F t_1}{2} \quad (14)$$

dengan  $t_1$  adalah waktu intercept time. Untuk kasus kecepatan  $V_2 \gg V_1$ , faktor F dapat didekati dengan nilai  $V_1$ , sehingga kedalaman  $h_c$  dapat dihitung dengan rumus

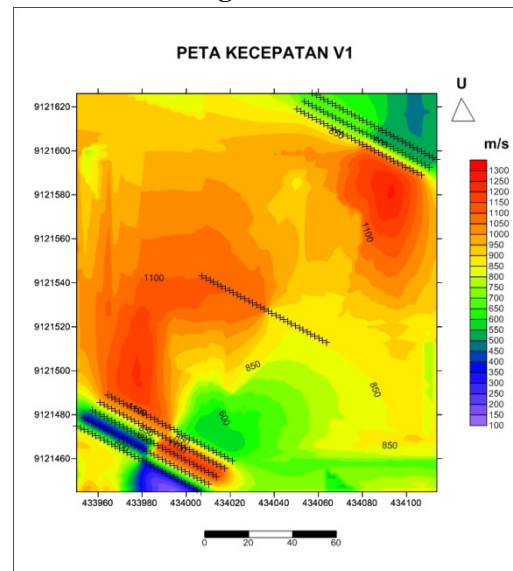
$$h_c = \frac{V_1}{2} (t_{CA} + t_{CB} - t_{AB}) \quad (15)$$

Dari kurva T-X dapat diperoleh besar kecepatan  $V_1$  dan dibaca  $t_{CA}$ ,  $t_{CB}$ , dan  $t_{AB}$  yang diperoleh dari rekaman geophone yang dipasang di titik C, A dan B dalam penembakan secara bergantian pada titik A dan titik B. Besar kesalahan  $h_c$  akan sekitar 6 % jika  $V_2 > 3V_1$ . Metode ini/rumus di atas masih mengasumsikan bahwa lapisan pertama homogen dan variasi kedalaman relatif begitu tidak kasar serta kontras kecepatan cukup besar dengan kemiringan lapisan kecil. Perhitungan kedalaman dengan metode ABC hasilnya relatif masih cukup baik, karena parameternya hanya bergantung pada satu kecepatan ( $V_1$ ) dan 3 waktu rambat. Sudut kemiringan lapisan dapat ditentukan dari perbedaan kecepatan semu yang diperoleh dari profil penembakan balik, melalui persamaan (9) di depan.

## II. Metode Penelitian

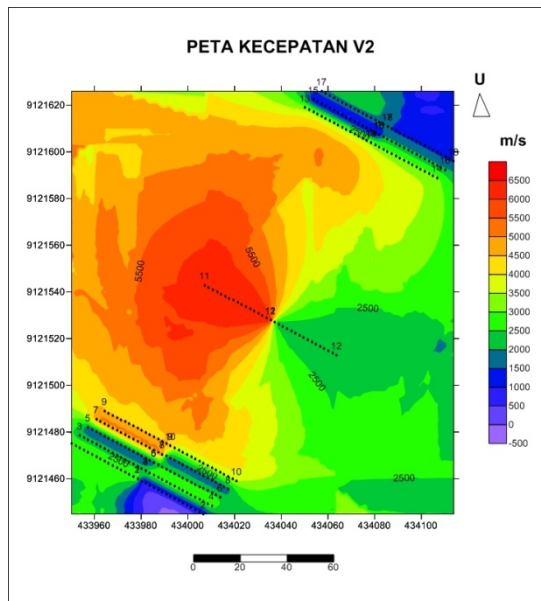
Penelitian ini menggunakan 18 lintasan dengan panjang masing-masing lintasan adalah 31 meter. Lintasan berarah barat-timur dengan azimuth lintasan N 2980 E. Lokasi penelitian berupa dataran yang diapit oleh dua buah punggung di sebelah utara dan selatan. Lokasi penelitian terletak di sebelah selatan sungai Oyo yang ditunjukkan dengan warna biru.

## III. Peta Hasil Pengolahan Metode ABC



Gambar 4. Peta 2D penyebaran kecepatan  $V_1$  metode ABC

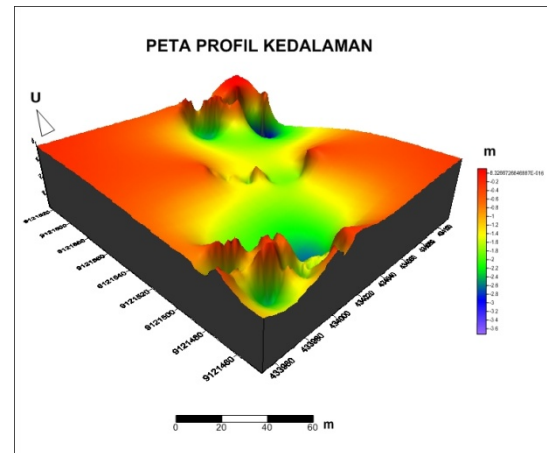
Gambar di atas merupakan penyebaran kecepatan gelombang pada lapisan pertama (V1) dengan kecepatan V1 rata-rata 1000 m/s. penyebaran kecepatan merata dikarenakan lithologi yang sama berupa endapan permukaan (tanah Liat).



Gambar 5. Peta 2D penyebaran kecepatan V2 metode ABC

Gambar di atas merupakan peta penyebaran dari kecepatan gelombang pada lapisan kedua (V2). Dapat di artikan bahwa kecepatan gelombang pada bidang refraktor dengan dua lapis. Kcepatan maksimum adalah 6500 m/s dan kecepatan minimum 500 m/s.

Sebelah barat peta yang ditunjukkan dengan warna merah mempunyai lithologi yang berbeda dengan sebelah timur dengan kecepatan relatif rendah



Gambar 6. Peta 3D kedalaman lapisan menggunakan metode ABC

Pada peta kedalaman lapisan kedua dengan menggunakan metode ABC diperoleh kedalaman maksimum 3,6 m di bawah permukaan dan kedalaman minimum 0,2 m di bawah permukaan.

Indikasi zona patahan (sesar) ditunjukkan dengan garis warna biru pada peta. Dengan bagian yang dibundari merupakan indikasi zona hancuran.

#### IV. Kesimpulan

Berdasarkan hasil pembahasan dapat di simpulkan bahwa :

Kecepatan gelombang seismik pada lapisan pertama dari hasil pengolahan metode ABC dengan range 399 m/s – 1200 m/s yang di indikasikan sebagai lapisan aluvial (soil). Pada lapisan kedua, di peroleh kecepatan gelombang refraksi pada bidang refraktor dengan renge 547 m/s – 2881 m/s yang di indikasikan sebagai batu pasir tuffan. Berdasarkan hasil korelasi surface berupa kenampakan sesar dengan arah N 410 E yang kemiringan rata-ratanya 610 apabila di hubungan dengan profil kedalaman hasil pengolahan metode ABC pola grafik kedalaman yang di indikasi sebagai sesar mendekati kenampakan permukaan dengan arah sesar barat daya – timur laut dengan azimuth rata-rata N 410 E. Kedalaman maksimum lapisan dua yaitu 3,5 m dengan kecepatan rata-rata 2000 m/s yang di indikasikan sebagai batu pasir tuffan.

## **V. DAFTAR PUSTAKA**

- Bemmelen, R.W. van., 1949. The Geology of Indonesia, Belanda: The Hague
- Jarayanih. 2011. Geologi Dan Studi Potensi Likuifaksi Daerah Srihardono Dan Sekitarnya Kecamatan Pundong Kabupaten Bantul Propinsi Daerah Istimewa Yogyakarta . Teknik Geologi. Fakultas Teknologi Mineral, UPN “ Veteran “ Yogyakarta.
- R, Dody E. 2001. Panduan Workshop Ekplorasi Geofisika ( Teori dan aplikasi ), Yogyakarta.
- Santoso, Djoko.2002. Pengantar Teknik Geofisika. Bandung : ITB
- Sheriff R. E. 1982. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. Tulsa : SEG
- Sismanto. 1996. Seismik Refraksi (Metode Hagiwara – Masuda). Yogyakarta. Universitas Gajah Mada Press
- Staf Asisten Praktikum Seismik Refraksi.2011. Buku Panduan Praktikum Seismik Refraksi. Yogyakarta